

ENSAYO DE ZONACION SISMOTECTONICA EN LA CORDILLERA IBERICA, DEPRESION DEL EBRO Y BORDE SUR PIRENAICO

J. A. Alfaro (*), A. M. Casas (*) y J. L. Simon (*)

RESUMEN

Se analizan las relaciones espaciales entre estructuras recientes (pliocenas y cuaternarias) y actividad sísmica en el área de la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Sierras Exteriores Pirenaicas. A partir de ellas se realiza una zonación sismotectónica, definiendo cuatro regiones principales (Ibérica Oriental, Ibérica central, Sierras Exteriores-Macizo de Cameros-Demanda y sector central de la Depresión del Ebro) y, en cada una de ellas, diferentes zonas y subzonas con características homogéneas desde el punto de vista sismotectónico. Esta zonación constituye la base de un ensayo de cálculo de riesgo sísmico con criterio determinista.

Palabras clave: *Sismotectónica, riesgo sísmico, Cordillera Ibérica.*

ABSTRACT

Spatial relations between recent (Pliocene and Quaternary) structures and seismic activity in the Iberian Chain, Ebro Basin and Outer Pyrenean Sierras are analysed. Starting from these relations, a seismotectonic zonation defining four main regions (Eastern Iberian Chain, Middle Iberian Chain, Outer Pyrenean Sierras-Cameros-Demanda Massif and Central sector of the Ebro Basin) is established. Several zones and subzones with homogeneous characteristics from the seismotectonic point of view are differentiated within each of these four main regions. This zonation is the basis of an attempt to calculate seismic risk with a deterministic criterion.

Key words: *Seismotectonics, seismic risk, Iberian Chain.*

Introducción

La Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro constituyen una región de actividad sísmica moderada, considerablemente inferior a la que presentan la mayor parte de las zonas de borde de la Península (Pirineo axial, Catalánides, Béticas y Portugal), pero, a la vez, superior a la de la Meseta. El conocimiento que se tiene de esa sismicidad es únicamente de carácter general; procede de datos históricos y de los registros instrumentales obtenidos en los principales observatorios sismológicos, y se plasma fundamentalmente en los catálogos sísmicos publicados para el conjunto de la Península (Galbis, 1940; Mezcua y Martínez Solares, 1983). El nivel relativamente bajo de actividad sísmica de la región no parece haber constituido motivación suficiente para la realización de estudios de mayor detalle.

Desde el punto de vista de la tectónica reciente, el conocimiento de la región sí ha experimentado en los últimos años un avance considerable, gracias a trabajos de carácter regional o local en los que se han combinado con frecuencia métodos estructurales, geomorfológicos y estratigráficos (Gutiérrez et al, 1983, 1984, 1986; Moissenet, 1982; Simón Gómez, 1983, 1984).

Estos últimos avances nos han movido a realizar un primer intento de análisis regional de las relaciones tectónica reciente-sismicidad, cuyos únicos antecedentes se encuentran recogidos en algunos mapas sismoestructurales y de riesgo sísmico realizados a escalas muy pequeñas y anteriores al último catálogo actualizado por el Instituto Geográfico Nacional (IGME e IGC; Munuera, 1969). No se han abordado en esta área trabajos sismotectónicos de detalle análogos a los realizados recientemente en las Béticas (Capote et

(*) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

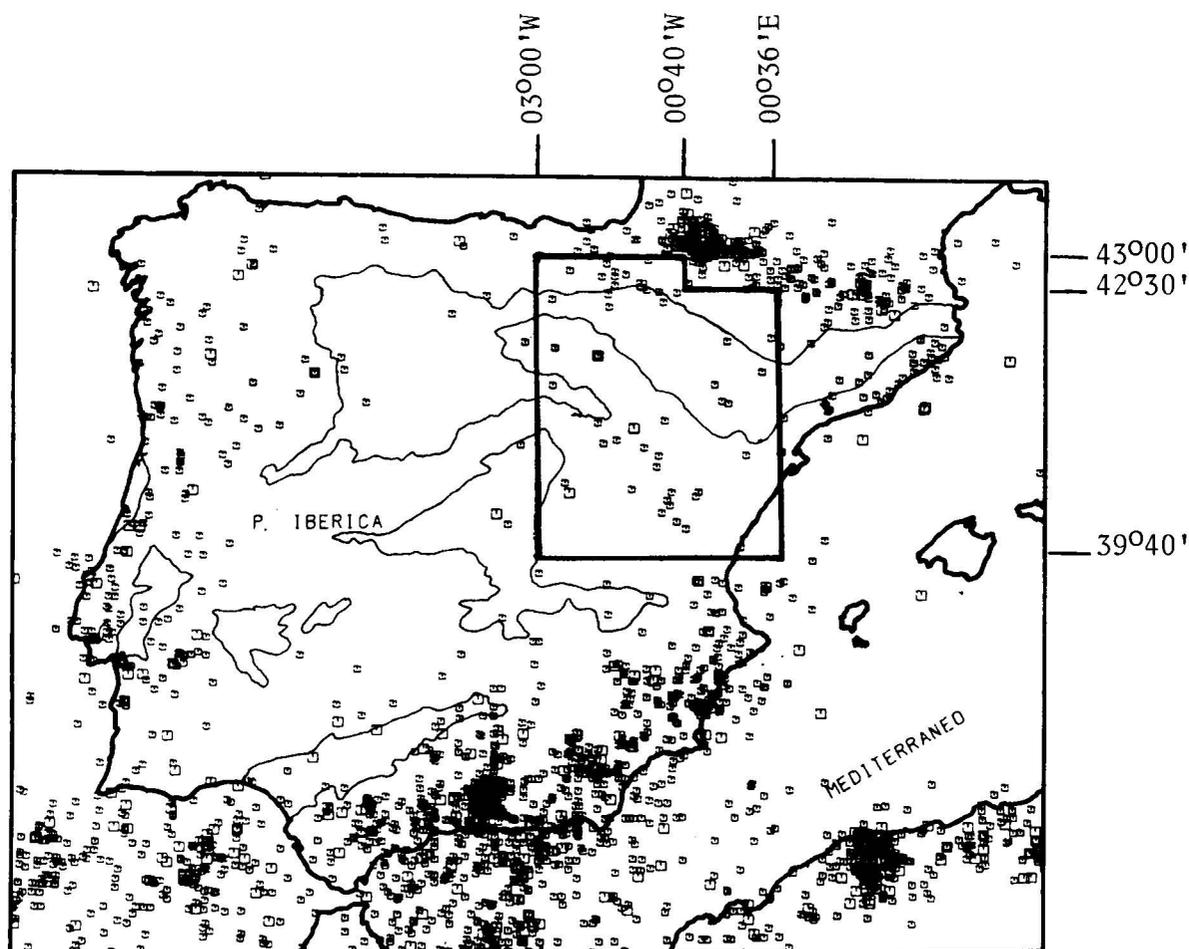


Fig. 1.—Situación del área estudiada (sobre mapa de epicentros del periodo 1951-1980 de Mezcua y Martínez Solares, 1983, ligeramente modificado).

al, 1984) o el Pirineo (Gagnepain et al, 1982), y sólo tenemos conocimiento de un estudio de riesgo sísmico próximo que cubre el área de la Comunidad Valenciana (Arenillas y Bisbal, 1985).

El área en la que se centra nuestro trabajo (Fig. 1) comprende prácticamente toda la Cordillera Ibérica y la mayor parte de la Depresión del Ebro y del borde sur pirenaico. Se excluye la parte más oriental de estos dos últimos dominios, por hallarse probablemente más relacionada con la región sismotectónica de las Catalánides. Asimismo se evita entrar en el estudio del Pirineo axial, que posee rasgos tectónicos y sismológicos propios.

Nuestros objetivos se centran en el análisis de las relaciones (fundamentalmente espaciales) entre la tectónica reciente y la actividad sísmica que presenta la región antes delimitada. Para ello nos basaremos en los datos sísmicos del último catá-

logo general publicado (Mezcua y Martínez Solares, 1983) y en los resultados de los trabajos de tectónica reciente referidos anteriormente. En la medida en que se pongan de manifiesto dichas relaciones, éstas se plasmarán en un modelo de *zonación sismotectónica*, esto es, en la delimitación de una serie de zonas homogéneas desde el punto de vista neotectónico y, en la medida de lo posible, sísmico, y en la formulación de sus características definitorias. Esta zonación constituye el documento-base para cualquier cálculo de riesgo sísmico. De hecho, en la última parte del trabajo nos apoyamos en ella para realizar un análisis de riesgo sísmico con criterio determinista.

El estudio de la dimensión temporal de la sismicidad se limita a un análisis preliminar de las relaciones frecuencia-magnitud en cada una de las grandes regiones sismotectónicas diferenciadas. Desgraciadamente no se dispone de datos sufi-

cientes sobre la cadencia de los grandes terremotos, debido a que el registro histórico es muy limitado (sólo existen, a lo sumo, uno o dos seísmos destructores en cada una de las regiones definidas) y el registro geo-arqueológico es deficiente. Únicamente pueden establecerse frecuencias medias fiables para los seísmos de magnitudes pequeñas y para periodos de referencia cortos (limitados siempre a este siglo).

También es de lamentar la inexistencia de cálculos de mecanismos focales en toda la región considerada, así como la escasez de datos de profundidades de hipocentros y el excesivo margen de error con el que éstos vienen dados, por lo general, en el catálogo. Todo ello motiva que el trabajo aquí expuesto no pueda ser considerado como un estudio sismotectónico completo, sino como una primera y limitada contribución en ese terreno. Es deseable que la aportación de nuevos datos sismológicos y geológicos puedan permitir, en un futuro próximo, abordar dicha tarea en profundidad.

Zonación sismotectónica

Para realizar la zonación sismotectónica que nos proponemos hemos de partir de la representación gráfica de toda la información disponible en los aspectos sismológico y estructural (Fig. 2). En cuanto al primero de ellos, hemos representado en el mapa la localización de todos los epicentros contenidos en el catálogo, con una simbología que permite asignar a cada seísmo un rango de magnitud, así como distinguir los históricos de los pertenecientes al periodo instrumental (a partir de la década de 1920). En realidad, sólo para estos últimos se tienen datos directos de la magnitud (M); en los más antiguos sólo se conoce la intensidad epicentral (I). A partir un cierto número de seísmos para los que el catálogo de Mezcuca y Martínez Solares (1983) señala datos tanto de I como de M, ha podido obtenerse una relación empírica entre ambos parámetros para la región estudiada, aplicando una regresión simple por el procedimiento de mínimos cuadrados:

$$M = 0.32I + 2.26$$

Ecuaciones de este tipo son utilizadas con frecuencia en los estudios sismológicos (Karnik, 1969), y nos permiten asignar indirectamente valores aproximados de M a los seísmos de los que sólo se conoce I (en este caso para su representación gráfica en la figura 2), así como valores de I

a seísmos recientes de los que el catálogo sólo da el parámetro M (operación necesaria de cara al cálculo de riesgo sísmico). La ecuación propuesta por nosotros para la región estudiada difiere de la establecida por Karnik (1969) para el SE de la Península, pero es muy similar a las que el mismo autor propone en otras regiones mediterráneas (Argelia, Marruecos, S. de Italia, Albania). Por otro lado, da también resultados análogos a la establecida por Munuera (1969, p. 8) si usamos los valores medios de 5-10 km. que se dan a las profundidades de algunos focos sísmicos en el catálogo de Mezcuca y Martínez Solares (1983).

Respecto a los datos estructurales, es el momento de enfatizar la importancia que para nuestros objetivos tiene el conocimiento más preciso posible de las deformaciones recientes. No tiene mucho sentido intentar establecer vínculos entre actividad sísmica y estructuras tectónicas antiguas y relictas, formadas bajo un régimen tectónico totalmente distinto del que está hoy vigente. Sí es necesario, en cambio, buscar ese vínculo con las estructuras más recientes, con aquéllas que responden a un campo de esfuerzo que posiblemente se mantiene en la actualidad. Este último criterio de *continuidad con el régimen tectónico actual* se ha utilizado con frecuencia para definir el límite temporal de la neotectónica en una región dada, y es el que justifica su estudio y aplicación a los estudios sismotectónicos.

En la evolución geológica de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro parece existir un límite natural en el que, de forma razonable, puede situarse el arranque de la tectónica reciente (Simón Gómez, 1984). Se trata de la llamada *superficie de erosión fundamental* (Solé Sabarís, 1978; Peña et al, 1984), cuya elaboración hasta el inicio del Plioceno superior marca una etapa de relativa calma tectónica, previa al periodo de deformaciones del Plioceno superior-Pleistoceno, bajo el cual se generaron casi todas las morfoestructuras que conforman el relieve actual. Son estas deformaciones las que se representan en el mapa, haciendo asimismo explícita la actividad cuaternaria de algunas de ellas cuando se ha constatado que afectan a depósitos o formas de esa edad. En las Sierras Exteriores pirenaicas no parece existir un nivel de referencia semejante, pero algunos estudios geomorfológicos recientes han puesto también de manifiesto la presencia de deformaciones en superficies de erosión (peor datadas éstas, desgraciadamente, que en la Cordillera Ibérica) que deben de corresponder también a las etapas tectónicas más recientes (Mioceno superior-Plioceno inferior) (Rodríguez Vidal, 1983; Sancho, com. personal).

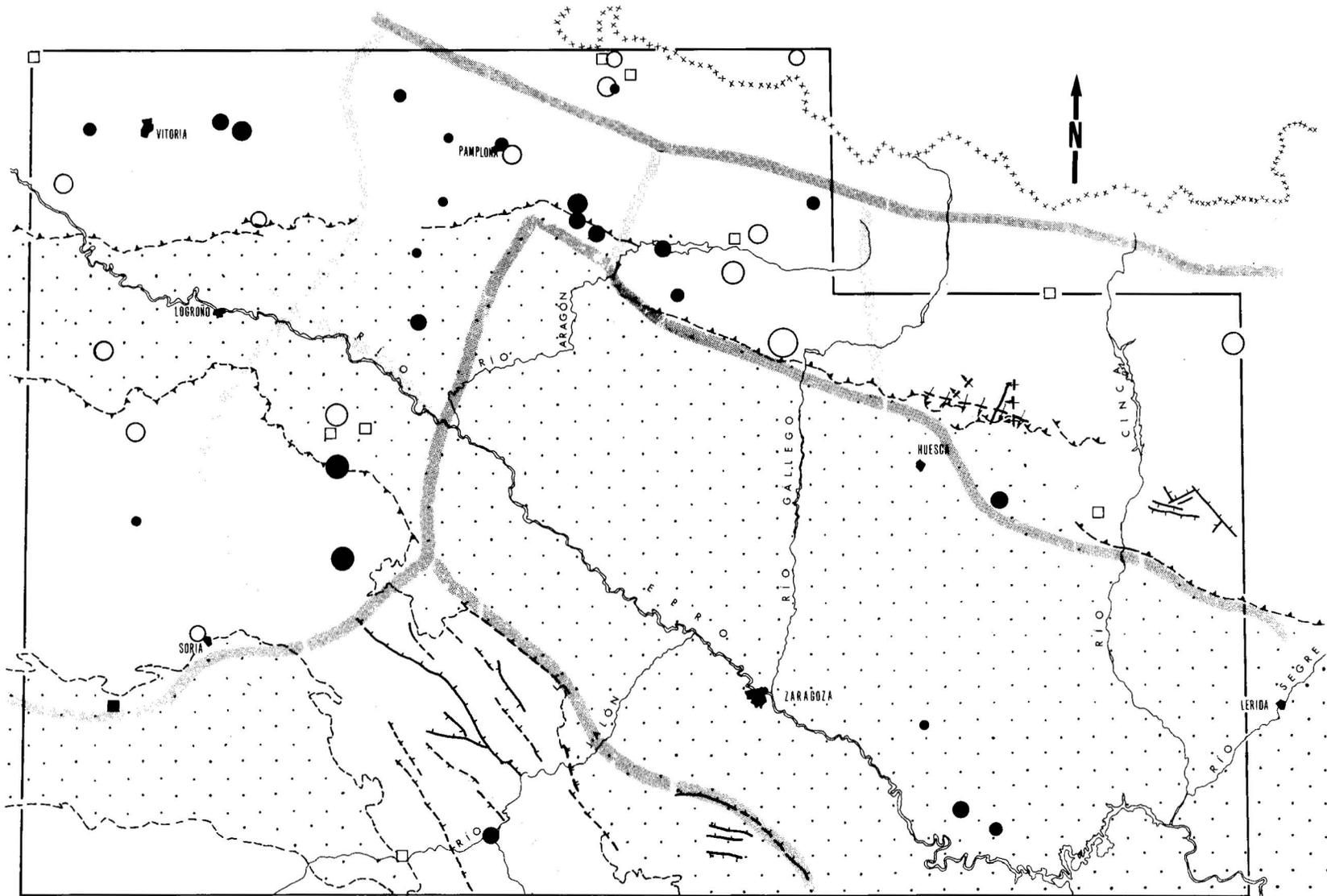


Fig. 2.—Geological map of the area investigated.

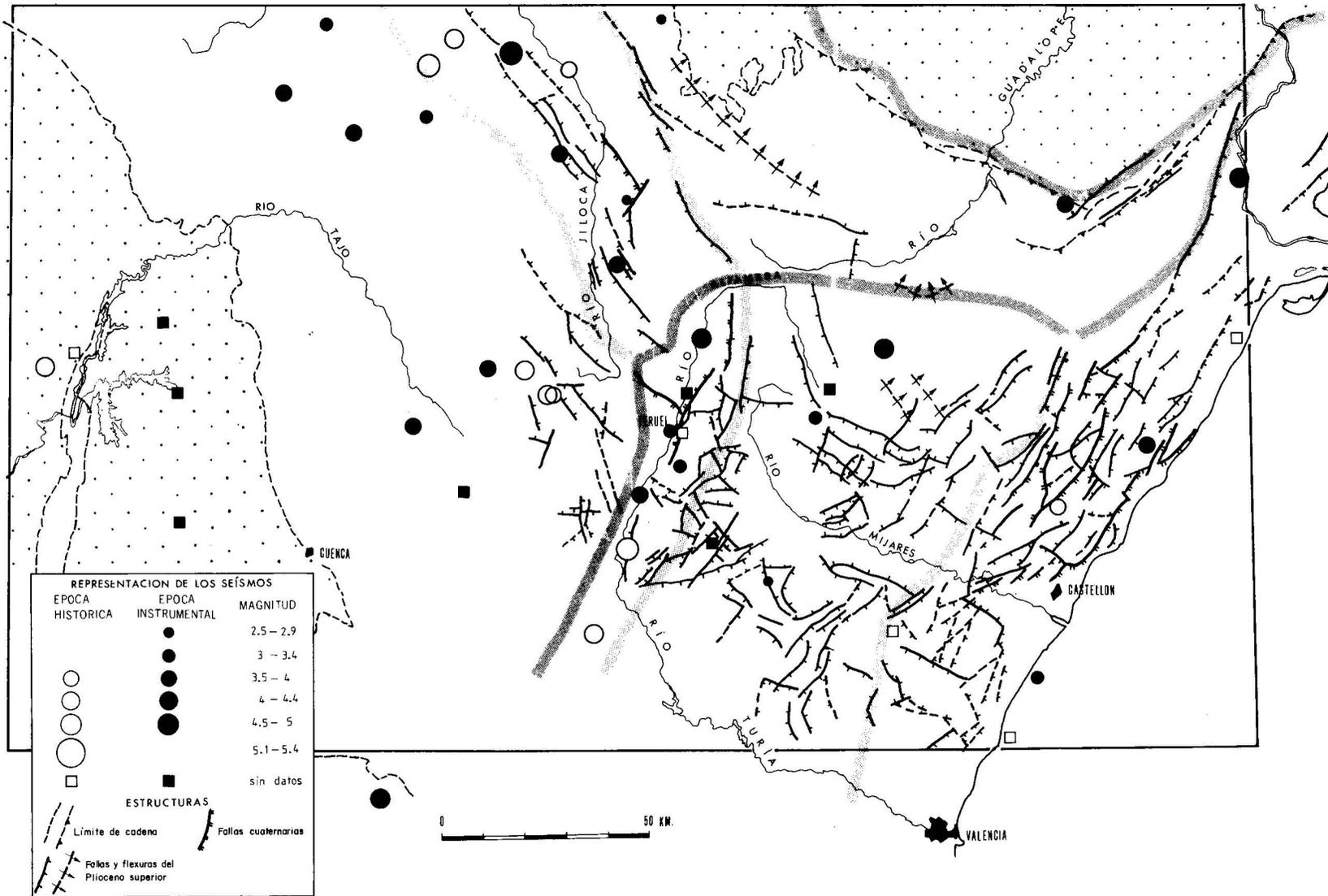


Fig. 2.—Mapa sismotectónico y zonación del área estudiada. Línea gris oscura: límite de regiones sismotectónicas. Línea gris clara: límite de zonas sismotectónicas (ver también fig. 4.A).

El régimen de esfuerzos bajo el cual se produce el conjunto de estructuras recientes de la Cordillera Ibérica es de distensión radial o multidireccional, según puede interpretarse a partir del análisis dinámico de las microfallas asociadas (Simón Gómez, 1984). Este régimen, a juzgar por la evolución de la fracturación durante todo el Cuaternario, parece haberse mantenido hasta la actualidad (Simón Gómez, 1983; Simón y Soriano, 1985), y ha posibilitado el re juego sucesivo de fallas con orientaciones muy variadas (las dominantes son NNW, NNE y ESE).

Comparando la información neotectónica y sísmológica de la región se pone de manifiesto la estrecha vinculación entre ambos, más concretamente la asociación espacial de los enjambres de epicentros con zonas de actividad tectónica reciente. Esa vinculación posibilita la tarea de definir zonas tectónicas y sísmicamente homogéneas, según el esquema que a continuación vamos a exponer (Figs. 2 y 4A). Dicho esquema comprende, en primer lugar, la diferenciación de cuatro grandes *regiones sismotectónicas*: (A) Cordillera Ibérica oriental; (B) Cordillera Ibérica central; (C) Sierras Exteriores Pirenaicas y macizo de Demanda-Cameros; (D) Depresión del Ebro. Cada una de estas regiones se halla dividida en varias *zonas sismotectónicas* y éstas, a su vez, pueden estarlo en subzonas. Las subzonas se definen en aquellos casos en que, dentro de una zona homogénea desde el punto de vista neotectónico, se observan diferencias acusadas entre unas áreas que son marcadamente sismogénicas y otras que no lo.

(A) Cordillera Ibérica Oriental

La fracturación reciente en esta región se caracteriza por el dominio de la dirección paralela al litoral mediterráneo (NNE). Las estructuras más importantes son el sistema de fosas litorales y prelitorales del Maestrazgo y, más hacia el interior, la fosa del Alfambra-Turia. Ambos dominios tienen actividad importante durante el Mioceno, y son reactivados luego en el Plioceno superior-Pleistoceno. Entre ellos se sitúan los domos de Gúdar y Javalambre, separados, a su vez, por la depresión del Mijares. La actividad sísmica se centra en dos alineaciones muy concretas de dirección NNE: una coincide con el borde oriental de la fosa del Alfambra-Turia; la otra se halla muy próxima al trazado de la costa.

Zona A.1. Sistema de fallas prelitorales

Incluye el sistema de fosas del Maestrazgo y las fallas NNE que afectan a las porciones orientales

de las sierras de Espadán y Calderona, entre Castellón de la Plana y Sagunto. Su evolución reciente es paralela a la de todo el litoral mediterráneo español, con actividad muy importante en el Plioceno superior y una etapa de reactividad de fallas (presente, al menos, en el Maestrazgo) en el Pleistoceno inferior (Simón et al, 1983).

La actividad sísmica se centra sobre la línea de costa (línea sismotectónica de Sagunto: Goy y Zazo, 1974), con una intensidad máxima registrada V. Esa restricción puede parecer sorprendente a la vista de la relativa uniformidad que parece regir la evolución plio-cuaternaria de toda la zona. Sin embargo, sí parece cierto que los movimientos más importantes del Pleistoceno tienen lugar sobre la línea de fallas de la costa (desplazamiento próximo a 200 m. en la falla de Torreblanca) (Simón Gómez, 1984), hecho que sería acorde con esa localización preferente de los seísmos actuales.

Zona A.2. Fosa del Alfambra-Turia

Presenta también una dirección NNE y registra actividad tectónica continuada durante todo el Plioceno superior y Pleistoceno, especialmente en el entorno de Teruel, donde confluye con la fosa del Jiloca. Contiene un gran número de epicentros alineados sobre su borde oriental, que es también el más activo tectónicamente. Los seísmos son, en general, de intensidad moderada, a excepción del registrado cerca de Ademuz (extremo sur de la fosa) en el año 1656, que figura en el catálogo con I = VIII.

Zona A.3. Domos de Gúdar y Javalambre

La estructura de estos dos grandes abombamientos parece configurarse esencialmente durante el Plioceno superior, edad de los materiales sin y postectónicos que rellenan la depresión intermedia del Mijares. Posteriormente, la única actividad neotectónica que se ha detectado tiene una edad probable del Pleistoceno medio-superior y se circunscribe a la cúpula del domo de Javalambre (Calvo et al, 1983). Curiosamente, los escasos seísmos registrados en esta zona también se sitúan sobre las áreas centrales de ambos domos (intensidad máxima I = V). Ello nos mueve a diferenciar esas áreas como subzonas sismogénicas (A.3.1: *núcleo de Gúdar*; A.3.2: *núcleo de Javalambre*), frente al resto de la zona, que no parece mostrar ninguna actividad.

(B) Cordillera Ibérica Central

La fracturación reciente en esta región se caracteriza por una dirección NW-SE preferente, que delimita dos importantes fosas: la de Calatayud, heredada del Mioceno, y la del Jiloca, que tiene su origen en la etapa distensiva del Plioceno superior. La fosa de Calatayud se encuentran flanqueada por sendos macizos paleozoicos; el más septentrional de ellos (Moncayo-Montalbán) queda, a su vez, separado de la Depresión del Ebro por otra importante línea de fallas de la misma orientación. Al SW se extiende el conjunto orográfico de los Montes Universales y las Serranías de Albarracín y Cuenca, que integran la llamada Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y cuya elevación también se produce durante los movimientos distensivos del Plioceno superior. La actividad sísmica se halla algo más repartida que en la región oriental, si bien tiene también ciertas localizaciones preferentes: Serranía de Albarracín y zona de contacto de las fosas de Calatayud y Jiloca.

Zona B.1. Fosas de Calatayud y Jiloca

Se incluyen en esta zona la totalidad de la fosa de Calatayud, de dirección NW-SE, y la del Jiloca (NNW-SSE), exceptuando su extremo meridional, directamente conectado con la fosa del Alfambra-Turia. Se conoce con mayor detalle la actividad tectónica reciente de la segunda de ellas (Simón Gómez, 1983), que en algunos puntos alcanza hasta el Pleistoceno superior y quizá el Holoceno (área de Rubielos de la Cérda, al E de Monreal del Campo: Gutiérrez et al, 1983a). La localización de la mayoría de epicentros se relaciona con áreas de fallas recientes (Used, Rubielos de la Cérda, Calamocha), siendo la máxima intensidad registrada $I = VII$.

Zona B.2. Rama Castellana

Utilizando como referencia la *superficie de erosión fundamental* han podido detectarse en esta zona (Riba, 1959) importantes deformaciones verticales de edad pliocena, especialmente en el contacto con la fosa del Jiloca. No existen, en cambio, registros de movimientos cuaternarios. La actividad sísmica se centra de manera notable en la parte norte de la Serranía de Albarracín (*macizo de Albarracín-Tremedal*: subzona sismogenética B.2.1), hallándose más dispersa hacia el N y W. La máxima intensidad que se registra es VI.

Zona B.3. Borde NE de la Cordillera Ibérica

La actividad tectónica plio-cuaternaria en esta zona, aunque escasa, no es desdeñable. Diversos puntos del límite entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro la registran (S. de Zaragoza: Gutiérrez et al, 1986; La Almunia de Doña Godina: Gutiérrez et al., 1983b; piedemonte del Moncayo: Pellicer, 1984). Sin embargo, es una zona muy poco activa sísmicamente; en el catálogo se reseñan sólo dos seísmos, de magnitudes $M = 2.9$ y 3.8 , respectivamente, y acaecidos ambos después de 1975.

(C) Sierras exteriores pirenaicas y Macizo de Cameros-Demanda

Aunque separados por el sector más occidental de la Depresión del Ebro, estos dos dominios parecen bastante relacionados tanto desde el punto de vista de la evolución tectónica general como de la actividad neotectónica y sísmica. El pasillo riojano de la Depresión del Ebro no constituye, de hecho, una discontinuidad estructural tan importante como a primera vista pudiera suponerse, y la evolución del borde norte de Cameros parece más vinculada a la del borde sur del Macizo Vasco que a la del resto de las Cadenas Ibéricas. Ese sector de la Depresión es también el único que registra una densidad de epicentros apreciable, en franco contraste con el resto de la misma. No deja de resultar paradójico que sea ésta la región donde menos datos existen sobre movimientos tectónicos recientes y que, a la vez, albergue la sismicidad más importante, tanto en número de eventos como en intensidad de los mismos. Resulta difícil asegurar si la falta de datos neotectónicos se debe realmente a la ausencia de deformaciones o a la simple carencia de estudios realizados hasta el presente.

Zona C.1. Sierras Exteriores aragonesas occidentales

Su rasgo estructural más notable lo constituye el frente sur cabalgante sobre el Paleógeno de la Depresión, pero no existen indicios razonables de que tal estructura, u otras relacionadas con ella, presenten actividad postmiocena. La actividad sísmica es, en cambio, muy importante, y se concentra en el área de la Canal de Berdún. Existe registrado un seísmo de intensidad IX, aunque muy antiguo y poco documentado, pero también otros varios de intensidad VIII (Mezcua y Martínez Solares, 1983).

Zona C.2. Sierras Exteriores aragonesas orientales

Aunque sus características estructurales sean similares a las de la zona anterior, en ésta sí existen algunos datos de movimientos, al menos neógenos, que afectan a diversas superficies de erosión. En la Sierra de Guara existen abombamientos y flexuras tanto de dirección pirenaica como N-S (Rodríguez Vidal, 1983). Más al E (Sierra de Carrodilla) se han detectado algunas fallas kilométricas de direcciones ENE y ESE (Sancho, com. personal). Sin embargo, es escaso el grado de actividad sísmica de esta zona, con epicentros bastante aislados y una única magnitud registrada de 3.7.

Zona C.3. Sierras Exteriores navarras

El borde sur pirenaico se prolonga en este sector con características análogas a las de las Sierras Exteriores aragonesas, y asimismo sin apenas datos de movimientos recientes. La sismicidad se ciñe algo a este límite tectónico, aunque los epicentros se ubican tanto en las sierras como en la depresión terciaria. La intensidad máxima registrada es VI.

Zona C.4. Sector oriental de Cameros

El borde norte cabalgante del macizo de Cameros-Demanda, de traza general próxima a E-W, presenta aquí una dirección más ibérica (NW-SE). Los datos que se tienen de actividad neotectónica proceden íntegramente de la Depresión del Ebro y son algo contradictorios. En un estudio reciente se ha hecho referencia a cierta tectónica de desgarres en régimen compresivo para explicar las deformaciones, ciertamente notables, que aparecen en muchos depósitos cuaternarios (Pérez-Lorente, 1985). Otros autores, sin embargo, atribuyen esas deformaciones casi exclusivamente a procesos de tipo diapírico (Benito y Casas, 1988). De todos modos, esta zona resulta ser altamente sismogénica, con varios seísmos históricos y recientes de intensidad VIII.

Zona C.5. Borde sur del Macizo Vasco y sector occidental de Cameros-Demanda

En este sector no parece existir solución de continuidad entre ambos márgenes de la Depresión del Ebro, ni en cuanto a evolución tectónica

cenozoica ni en cuanto a actividad sísmica. La nube de epicentros, aunque no excesivamente densa, se reparte por igual en las cadenas montañosas y en el pasillo terciario. Por el contrario, a título de hipótesis, sospechamos que toda esta zona en su conjunto puede quedar separada de las existentes al E (C.3 y C.4) por un accidente profundo NE-SW (falla de Pamplona). La máxima intensidad registrada es VI.

(D) Sector Central de la Depresión del Ebro

Ya nos hemos referido anteriormente al estrecho pasillo a que queda reducido el sector occidental de la Depresión del Ebro, a su vinculación tectónica con los respectivos márgenes ibérico y pirenaico y a su grado relativamente importante de actividad sísmica. También el sector oriental de la Depresión presenta una sismicidad apreciable (ligada posiblemente al accidente del Segre y a las fallas de las Catalánides), si bien no ha sido incluido en el ámbito de este trabajo. Por el contrario, el sector central constituye el área asísmica (o casi asísmica) más extensa de las estudiadas. Y ello a pesar de que existen algunos precedentes de actividad tectónica cuaternaria. En efecto, aunque la mayor parte de las deformaciones de esta edad son también de tipo diapírico (Simón y Soriano, 1986; Benito y Casas, 1987), existen asimismo otras atribuibles a una tectónica regional de tipo distensivo (Simón y Soriano, 1985). Sin embargo, la casi totalidad de esta región no registra ningún seísmo ni histórico ni reciente. Los únicos tres epicentros que reseña el catálogo del I.G.N. se sitúan en el área de los Monegros, son todos ellos posteriores a 1970 y la magnitud máxima que presentan es $M = 3.5$. En esta región, dadas las características señaladas, hemos optado por no hacer ninguna diferenciación en zonas sismotectónicas.

Cálculo de riesgo sísmico

Metodología del cálculo de riesgo sísmico con criterio determinista

Para la evaluación del riesgo sísmico dentro de lo que consideramos nuestra área de interés hemos utilizado el denominado *método determinista*. Este supone que en cualquier punto de un área homogénea desde el punto de vista sismotectónico se puede producir un movimiento sísmico de igual intensidad al mayor de los registrados a lo largo de la historia en dicha área. Es, pues, el más pesimista a la hora de evaluar el riesgo sísmico —frente a otros métodos de carácter probabilista—, pero presenta también la característica de ser el de más rápida ejecución, y sus resultados constituyen en sí mismos un documento valioso en el contexto de cualquier trabajo sismotectónico. El significado de un

mapa de isolíneas de riesgo sísmico elaborado mediante el método determinista es el de indicar el máximo de intensidad que puede afectar a cada punto del área de interés, sin tener en cuenta el periodo de retorno con el que pueden producirse los terremotos de esa intensidad.

La ejecución del método ha conllevado una serie de pasos (similares a los descritos y sistematizados recientemente por Arenillas y Bisbal, 1985), que enumeramos a continuación:

a) Se ha dividido el área de interés en una serie de regiones y zonas sismotectónicas, de acuerdo con los criterios y procedimientos mencionados en el apartado anterior.

b) Para cada una de las unidades sismotectónicas se han establecido las correspondientes curvas de atenuación sísmica. El trazado de estas curvas se efectúa en un diagrama intensidad-distancia, a partir de los datos que proporciona el catálogo de isosistas de la Península Ibérica (Mezcua, 1982). Se han trazado las curvas siguiendo las direcciones de mínima atenuación, debido a que no se ha podido establecer para cada zona ninguna pauta direccional de carácter general en la atenuación de los seísmos.

A partir de las curvas de atenuación de todos los terremotos para los que existen datos de isosistas en cada una de las unidades sismotectónicas, se han tomado bien la envolvente de estas curvas (cuando existían datos de muchos terremotos, caso de las Sierras Exteriores Pirenaicas), o bien la curva correspondiente al terremoto con una atenuación más suave, es decir, con una menor pendiente de la curva intensidad/distancia (caso del sector oriental de Cameros). Las curvas obtenidas de esta forma son las que se han empleado para calcular el riesgo sísmico en las áreas adyacentes a las de gran sismicidad.

En realidad, no se ha establecido una curva para cada zona o región sismotectónica. Por una parte, existen diferencias muy apreciables en el volumen de información sobre atenuaciones sísmicas entre unas regiones y otras, lo cual aconseja definir una curva común para las regiones A y B, al tiempo que establecer diferenciaciones dentro de la región C. Por otra, es necesario tomar también en consideración la diferencia de atenuación que presentan los distintos seísmos en función de su intensidad epicentral. En resumen, se han definido y utilizado cinco curvas tipo que son las representadas en la figura 3: una para los seísmos de toda el área con intensidad menor o igual a V (los de más lenta atenuación); otras dos para los seísmos con intensidad mayor o igual a VI correspondientes, respectivamente, al sector de Cameros-Demanda (los de atenuación más rápida) y al resto de la Cordillera Ibérica, y otras dos distintas para los eventos pirenaicos con intensidad VI-VII e intensidad mayor que VIII.

c) A cada zona sismotectónica (o subzona, en su caso) se le ha asignado la mayor intensidad de los terremotos cuyos epicentros están contenidos en ella (escala M.S.K.).

En algunos casos hemos rebajado en un grado la intensidad máxima de terremotos antiguos (anteriores al siglo XVII) que aparecen en los catálogos. El motivo para ello es que exceden en intensidad a todos los registrados en época más moderna, y por tanto más fiables (la intensidad de los terremotos más antiguos no puede ser siempre determinada con exactitud y tiende normalmente a ser sobrevalorada).

d) La fase final ha consistido en el trazado manual de las isosistas de riesgo sísmico, que se realiza del modo siguiente. En primer lugar, se han tenido en cuenta los seísmos cuyos epicentros están dentro del *área de interés*. En cada zona sismotectónica se considera que se pueden producir terremotos de la máxima intensidad adjudicada a esa zona en cualquiera de sus puntos. Se traza, pues, una serie de isosistas concéntricamente a partir del contorno exterior de cada zona; la distancia entre ellas está determinada por las curvas de atenuación asignadas a cada región sismotectónica particular. Cualquier punto del área quedará situado sobre varias isosistas diferentes, correspondientes, cada una, al influjo de una de las zonas sismotectónicas. El valor del riesgo sísmico en dicho punto corresponderá al de la isosista máxima.

En segundo lugar, se han tenido en cuenta los terremotos cuyos epicentros están situados fuera del área estudiada, pero que llegan a afectarla (*área de influencia*.) Esto da lugar a modificaciones en algunos valores de riesgo, sobre todo en el sector N del área de estudio (afectado por los numerosos epicentros localizados en el Pirineo axial), en el sector NE (afectado por los terremotos situados sobre la traza de la falla del Segre) y en la parte S (influida por los de la zona bética). Para el análisis de la influencia de estos últimos se han tenido en cuenta los resultados de trabajo del Arenillas y Bisbal (1985).

Una vez establecidos todos los valores de riesgo en el área de interés, se procede a la representación de las *isolíneas de riesgo sísmico*.

El mapa de riesgo sísmico

En la figura 4.B aparece el mapa de isolíneas de riesgo sísmico del *área del interés*, obtenido mediante el método determinista que hemos ex-

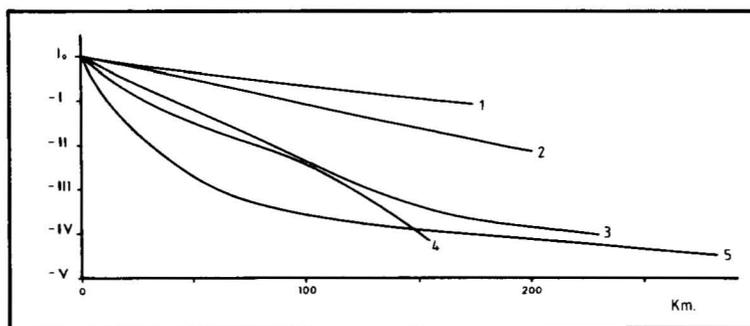


Fig. 3.—Curvas tipo de atenuación de la intensidad sísmica utilizadas para el cálculo de riesgo sísmico. I_0 : Intensidad epicentral. 1: Seísmo de $I_0 \leq V$. 2: Seísmos del Pirineo con $I_0 = VI-VII$. 3: Seísmos del Pirineo con $I_0 \geq VIII$. 4: Seísmos de la Cordillera Ibérica con $I_0 \geq VI$. 5: Seísmos del macizo de Cameros-Demanda con $I_0 \geq VI$.

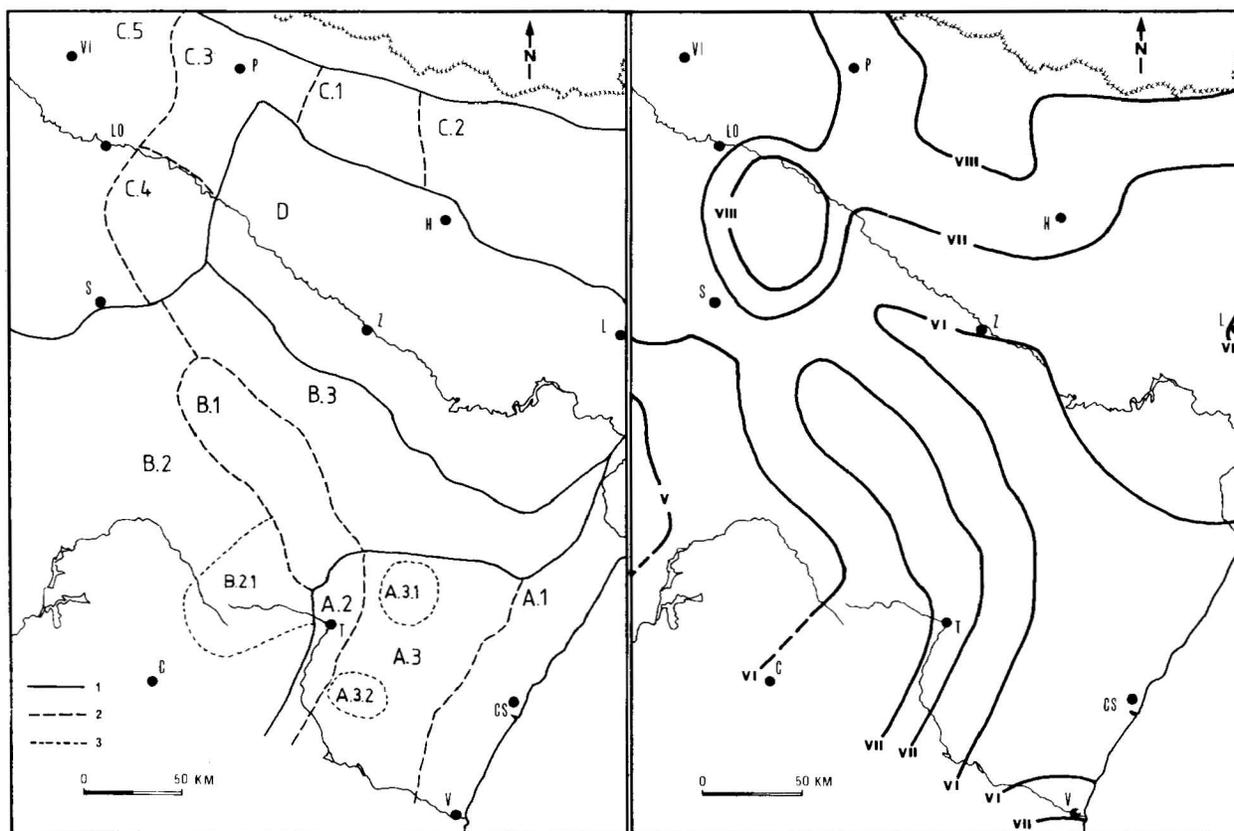


Fig. 4.A—Esquema de zonación sismotectónica. 1: Límite de región sismotectónica. 2: Límite de zona. 3: Límite de subzona (Cada región, zona y subzona se designa con la misma notación empleada en el texto). B.: Mapa de riesgo sísmico según criterio determinista.

plicado anteriormente. Junto a él se representa (fig. 4.A), a la misma escala, un esquema de la zonación sismotectónica en la que se basa. Sobre el primero pueden hacerse una serie de observaciones referidas a la distribución de las zonas de diferente riesgo sísmico. En una primera aproximación, se constata la existencia de tres zonas de riesgo alto:

— Sector oriental de la Rioja, que incluye parte de la Depresión del Ebro y parte de las Sierras de Cameros (riesgo máximo: VIII).

— Zona del curso alto del río Aragón (sector occidental de las Sierras Exteriores aragonesas), que, desde el punto de vista sísmico, se encuentra asociada a la zona axial pirenaica; esta última no queda incluida dentro de nuestra *área de interés*, pero afecta directamente a todo el sector N de la misma (riesgo máximo: VIII).

— Sector de la Cordillera Ibérica correspondiente a las fosas de Calatayud y Jiloca, que enlaza en su extremo S con la de Alfambra-Turia (riesgo máximo: VII).

En el límite NE de la zona de interés, y siguiendo la alineación correspondiente a la supuesta falla del Segre, existe otra área con riesgo sísmico VII que influye sensiblemente en el trazado de las isosistas de riesgo de todo el sector oriental de la Depresión del Ebro.

La sismicidad de las cuatro áreas aludidas es la que determina el riesgo sísmico de las zonas adyacentes, en cuyo interior se sitúan epicentros menos numerosos y de intensidades relativamente débiles, tales como la Depresión del Ebro y la Cadena Ibérica Oriental; ello se debe a que la intensidad transmitida por los mayores terremotos desde las áreas de alta sismicidad, calculada mediante las curvas de atenuación, es mayor que la intensidad epicentral de los terremotos situados en estas dos zonas. El extremo suroriental de la zona de interés se ve ligeramente afectado por los terremotos de otra zona de alto riesgo sísmico en el contexto de la Península: las Cordilleras Béticas.

Las áreas de menor riesgo son dos: por un

lado, la parte sur del sector central de la Depresión del Ebro, enlazando con la Cordillera Ibérica oriental y todo el sistema de fosas litorales del Maestrazgo y, por otro, una buena parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El riesgo sísmico en ambas áreas tiene valor VI. Se observa asimismo cómo la lenta atenuación de los terremotos del Pirineo hace que su influencia llegue a modificar las isosistas de casi la totalidad de la Depresión del Ebro.

Notas sobre evolución temporal de la actividad sísmica

El registro sísmico existente en cada una de las regiones sismotectónicas diferenciadas no permite acometer un análisis profundo de la evolución temporal de la sismicidad en las mismas. Por ese motivo, y por la mayor complejidad estadística que conlleva, se ha renunciado a hacer un cálculo de riesgo sísmico con criterio probabilista. No obstante, sí queremos añadir unas notas mínimas acerca de las relaciones entre magnitud y frecuencia de los seísmos, y aproximarnos así al problema de sus periodos de recurrencia.

En la figura 5 se representan los gráficos magnitud-frecuencia sísmica para cada una de las regiones sismotectónicas definidas, a excepción del sector central de la Depresión del Ebro cuya actividad es casi nula. Se observa una buena aproximación a la relación típica observada en la mayoría de las regiones sísmicas del mundo, esto es, a una relación lineal entre magnitud y logaritmo decimal de la frecuencia. Esta buena distribución de los datos sugiere una cierta coherencia interna

en el ritmo de la actividad sísmica de cada región, y en el modo en que el flujo total de energía se reparte en eventos de diferentes rangos de magnitud. Ello corrobora el carácter homogéneo de las regiones sismotectónicas definidas; la elaboración de gráficos magnitud-frecuencia basados en una regionalización distinta arroja siempre peores resultados.

La distribución mejor se obtiene en el gráfico correspondiente a la Cordillera Ibérica oriental. En los otros dos se observa una frecuencia anormalmente baja para los seísmos con M próxima a 3, motivada sin duda por el hecho de que los eventos más débiles no siempre quedan registrados. Este resultado es coherente con el cálculo efectuado por de Miguel y Payo (1983) del nivel mínimo de magnitud para el que puede considerarse completo el catálogo (detectabilidad del 90%), que es $m=3.7$ en la región de Levante y $m=3.8$ en los Pirineos.

El intervalo de años que se ha tomado como referencia para calcular la frecuencia de estos seísmos menores incluye sólo las últimas décadas. Esta última medida es necesaria para asegurar en lo posible la representatividad de dicho periodo: para magnitudes pequeñas sólo es representativo el registro del periodo instrumental, mientras que para magnitudes mayores es necesario recurrir a intervalos de referencia más largos. A la vista de los datos globales del catálogo, hemos considerado los siguientes periodos representativos (t) para el cálculo de cada frecuencia: $M=3$, $t=65$ años; $M=3.5$, $t=70$ años; $M=4$, $t=75$ años; $M=4.5$, $t=155$ años; $M=5$, $t=380$ años; $M=5.5$, $t=680$ años. Este criterio de tomar intervalos de referencia más largos para magnitudes mayores es el

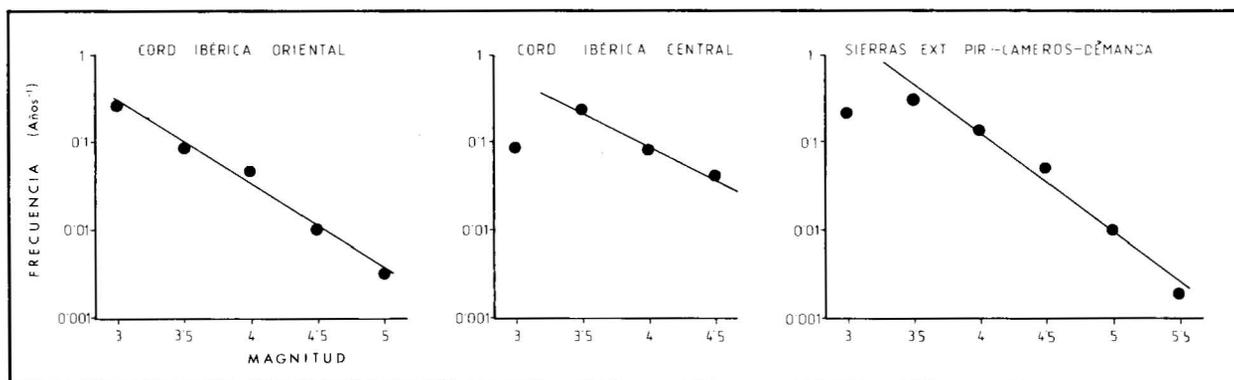


Fig. 5.—Gráficos de relaciones magnitud-frecuencia en las tres regiones sísmicas principales (se excluye el sector central de la Depresión del Ebro, por su casi nula actividad). Las ecuaciones de las correspondientes rectas de regresión son las siguientes: C. Ibérica oriental: $\log F = -1.00 M + 2.56$; C. Ibérica central: $\log F = -0.74 M + 1.88$; Sierras Exteriores Pirenaicas-Sierras de Cameros y Demanda: $\log F = -1.07 M + 3.35$.

mismo utilizado por Arenillas y Bisbal (1985). En el estudio de regiones poco extensas y con un registro de sismos limitado (como es el caso de las regiones sismotectónicas definidas por nosotros), creemos que éstos son más operativos que el intervalo de referencia único y relativamente corto (50 años) utilizado por Munuera (1969) para el conjunto de la Península.

A la vista de los gráficos puede realizarse, en cada región sismotectónica, una estimación de los periodos de recurrencia de sismos de una determinada magnitud (o de una determinada intensidad, utilizando la relación empírica establecida entre ambos parámetros). Así, por ejemplo, a un sismo de magnitud 4.5, equivalente más o menos a una intensidad epicentral VII, puede corresponder un periodo de retorno aproximado de 100 años en la Cordillera Ibérica oriental (con una probabilidad máxima de que se produzca en la fosa del Alfambra-Turia), de 40 años en la Cordillera Ibérica central, y de 25 en el conjunto de la región de las Sierras Exteriores Pirenaicas y macizo de Cameros-Demanda.

Conclusiones

La comparación de los rasgos neotectónicos y los datos de actividad sísmica existentes en el área de la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Sierras Exteriores pirenaicas permite analizar las relaciones, fundamentalmente espaciales, existentes entre ambos. Estas relaciones parecen más estrechas en la Cordillera Ibérica, donde la sismicidad, aun siendo moderada, se muestra bastante ligada a los grandes accidentes activos durante el Plioceno superior y Cuaternario (línea de fallas del litoral mediterráneo, borde oriental de la fosa del Alfambra-Turia, zona de conexión entre las fosas del Jiloca y Calatayud). En otras áreas de mayor sismicidad —tanto por el número de epicentros localizados en ellas como por la intensidad de los terremotos registrados—, como son el sector oriental del macizo de Cameros y el sector central de las Sierras Exteriores Aragonesas, no hemos podido relacionar la actividad sísmica con los accidentes tectónicos recientes, ya que el volumen de datos sobre la neotectónica de estas zonas es escaso y muy fragmentario.

A partir de los datos de sismicidad y tectónica reciente se ha realizado un ensayo de zonación sismotectónica de toda el área estudiada, definiendo una serie de unidades más o menos homogéneas desde el punto de vista sísmico y estructural. Se han diferenciado cuatro grandes regiones: Cordillera Ibérica oriental, Cordillera Ibérica

central, Sierras Exteriores Pirenaicas-Macizo de Cameros-Demanda y sector central de la Depresión del Ebro, y, en cada una de ellas, excepto en la última, varias zonas sismotectónicas (Figs. 2 y 4.A).

La zonación sismotectónica ha servido de base para la realización de una estimación del riesgo sísmico regional, siguiendo un criterio de tipo determinista. Según éste, se supone que en cualquier punto de una zona sismotectónica dada puede producirse un sismo de intensidad igual a la máxima registrada hasta el momento en el conjunto de la zona. Para cada punto del *área de interés*, y teniendo en cuenta las curvas de atenuación de la intensidad epicentral en cada región o zona, el valor del riesgo sísmico será equivalente a la máxima intensidad con que puede transmitirse un sismo desde cualquiera de las zonas definidas, o bien desde el *área de influencia* que la rodea. Puede concluirse que las áreas de mayor riesgo sísmico son el sector occidental de las Sierras Exteriores aragonesas, el centro de la Rioja y las fosas centrales de la Cordillera Ibérica, mientras las de riesgo mínimo son la parte meridional de la Depresión del Ebro y el NE y SW de la Cordillera Ibérica.

Referencias

- Arenillas, L. y Bisbal, L. (1985). Sismicidad y riesgo sísmico en Castellón, Valencia y Alicante. *Catástrofes naturales. Pub. Cat. Geología aplic. Obras Pub. E.T.S.I.C.C.P.* Valencia, 51-75.
- Benito, G. y Casas, A.M. (1988). Analysis of deformation in Quaternary deposits in the Central-western sector of the Ebro Basin (Spain). (en preparación).
- Calvo Cases, A., Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. y Simón Gómez, J.L. (1983). Morfología de vertientes y neotectónica en el macizo de Javalambre (provincia de Teruel). VI Reunión G.E.T.C. Vigo-Santiago. *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 5, 429-448.
- Capote, R., González de Vallejo, L. y Skipp, B.O., (1984). Estudio sismotectónico de la región de Arenas del Rey (Provincia de Granada). *I Cong. Esp. Geol.*, Segovia, III, 11-25.
- De Miguel, F. y Payo, G. (1983). *Cálculo de magnitudes de terremotos ocurridos en la Península Ibérica y áreas tectónicas adyacentes, entre 1948 y 1961*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H. y Mondiano, T. (1982). The Pyrenean earthquake of February 29, 1980: an example of complex faulting. *Tectonophysics*, 85, 273-290.
- Galbis Rodríguez, J. (1940). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° N*. Tomo II. Inst. Geog. y Catastral, Madrid, 277 pp.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1974). Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia. *Trab. Neógeno y Cuaternario*, 2, 71-81.
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L., Rodríguez Vidal, J. y Simón Gómez, J.L. (1984). Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Energía Nuclear*, 149-150, 217-222.

- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. y Simón Gómez, J.L. (1983). Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérda (Teruel). VI Reunión G.E.T.C. Vigo-Santiago. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 5, 449-459.
- Gutiérrez Elorza, M., Simón Gómez, J.L. y Soriano Jiménez, A. (1983). Tectónica cuaternaria en el área de La Almunia (Zaragoza). VI Reunión G.E.T.C. Vigo-Santiago. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 5, 421-428.
- Gutiérrez, M., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1986). Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro. *Bol. Geol. y Min.* 97 (1), 9-21.
- I.G.M.E. e I.G.C. (1966). *Mapa sismoestructural de la Península Ibérica, Baleares y Canarias*, Madrid.
- Karnik, V. (1969). *Seismicity of the European area*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, part. 1, 364 pp.
- Mezcua, J. (1982). *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Pub. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 261 pp.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983). *Sismicidad del área ibero-mogrebí*. Insto. Geográfico Nacional, Pub. 203, Madrid, 299 pp.
- Moissenet, E. (1982). Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne) Stratigraphie-deformations-milieux. *Colloque "Le Villafranchien Méditerranéen"*, Lille, 229-253.
- Munuera, J.M. (1969). *El mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 50 pp., 14 mapas.
- Pellicer, F. (1984). *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuadernos de Estudios Borjanos (XIII-XIV), Publ. Centro de Estudios Borjanos de la Institución "Fernando el Católico", Borja, 389 pp.
- Peña Monné, J.L., Gutiérrez Elorza, M., Ibáñez Marcellán, M.J., Lozano Tena, M.V., Rodríguez Vidal, J., Sánchez Fabre, M., Simón Gómez, J.L., Soriano Jiménez, M.A. y Yeta-
no Ruiz, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Publ. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. 149 pp., 1 mapa.
- Pérez-Lorente, F. (1985). La neotectónica en La Rioja. Algunos aspectos morfológicos. *I. Col. Geografía de La Rioja*, 9-23.
- Riba Arderiu, O. (1959). *Estudio geológico de la Sierra de Albaracín*. Tes. Doct. Monografías Inst. "Lucas Mallada" (C.S.I.C.), N.º 16, 283 pp.
- Rodríguez Vidal, J. (1983). *Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte*. Tesis Doct. Univ. Zaragoza. Colecc. Estudios Altoaragoneses, 4. Inst. Est. Altoaragoneses, 172 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1983). Tectónica y Neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón Gómez, J.L. (1984). *Comprensión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- Simón Gómez, J.L., Pérez Cueva, A. y Caivo Cases, A. (1983). Morfogénesis y neotectónica en el sistema de fosas del Maestrazgo (provincia de Castellón). *Estudios geol.*, 39, 167-177.
- Simón Gómez, J.L. y Soriano, A. (1985). Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza. *VII Reun. Grup. Esp. trab. Cuaternario*. Lisboa, Vol. II., 329-343.
- Simón Gómez, J.L. y Soriano, A. (1986). Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain. *Geol. Mag.*, 123 (1), 45-57.
- Solé Sabaris, L. (1978). Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena. En M. de TERAN et al.: "*Geografía General de España*", Ariel, Madrid, 74-85.

Recibido el 25 de junio de 1987
Aceptado el 12 de noviembre de 1987